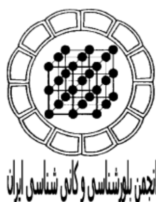
مجله
بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۱۳۵ تا ۱۵۰



کانی‌شناسی کانسنگ و زمین شیمی توده‌های نفوذی مولد اسکارن در کانسار آهن گوی‌داش، استان آذربایجان شرقی

محمدصالح آبیاری فرد[1]، محمد لطفی[2]، مهراج آقازاده*[3]، نیما نظافتی[1]

۱. گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، ایران

۲.گروه علوم زمین دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ایران

۳. گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۲/۳۱، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۷/۶)

چکیده: کانسار آهن گوی‌داش در جنوب استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهر قره آغاج در دورترین بخش شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان واقع است. در این پژوهش، کانی‌شناسی کانسنگ و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی مولد اسکارن بررسی شده است. گرانیتوئیدهایی با ترکیب دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت پورفیری به درون سنگ‌های کربناتی ژوراسیک نفوذ کرده و باعث کانی‌سازی اسکارن آهن گوی‌داش شده‌اند. کانسنگ بیشتر از مگنتیت به همراه کانی‌های فرعی هماتیت، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت، تنانتیت و گوتیت تشکیل شده است. پهنه اسکارنی کانی‌های مختلفی از جمله گارنت (گروسولار و آندرادیت)، پیروکسن، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و کوارتز را شامل می‌شود. این مجموعه کانی‌شناسی، گویای ماهیت کلسیمی اسکارن است. سنگ‌های آذرین مولد اسکارن در نمودارهای زمین شیمیایی در گستره‌های گرانیت و مونزودیوریت جای می‌گیرند. همه این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی، سنگ‌های دیوریتی دارای ماهیت متاآلومین و سنگ‌های گرانودیوریتی دارای ماهیت پرآلومین هستند. سنگ‌های گرانودیوریتی ماهیت آداکیتی با سیلیس بالا و سنگ‌های دیوریتی ماهیت آهکی قلیایی معمولی دارند. غنی‌شدگی از عناصر Rb، Th، Ba و U، و تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti نسبت به گوشته اولیه قابل مقایسه با سنگ‌های شکل گرفته در پهنه‌های فرورانشی است. الگوهای عناصر نادرخاکی بهنجار شده با کندریت برای سنگ‌های مورد بررسی تقریباً شبیه بوده و نشان دهنده غنی بودن آنها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند. نسبت La_N/Yb_N در این سنگ‌ها نشانگر نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق کم تشکیل ماگماست. ماگمای مولد سنگ‌های گرانودیوریتی برآمده از ذوب پوسته زیرین نازک شده است. نسبت‌های Nb/Zr و Sr/Ce در این سنگ‌ها بیانگر ماگمای ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی فرو رونده و رسوب‌های روی آن هستند. سنگ‌های مورد بررسی در قلمرو نفوذی‌های وابسته به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قاره، در یک کمان قاره‌ای جای دارد.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌زایی؛ اسکارن آهن؛ زمین‌شیمی؛ گرانیتوئیدهای دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت؛ گوی‌داش.*

مقدمه

کانسار آهن گوی‌داش در جنوب استان آذربایجان شرقی و در ۲۷ کیلومتری جنوب غرب شهر قره آغاج در مختصات جغرافیایی "۵۲ '۴۹ °۴۶ تا "۲۹ '۵۳ °۴۶ طول شرقی و "۱۳ '۵۷ °۳۶ تا "۲۱ '۵۸ °۳۶ عرض شمالی واقع است. این کانسار از نوع اسکارنی با کانی غالب مگنتیت است. ذخیره قطعی این کانسار حدود ۲ میلیون تن با عیار متوسط ۴۰٫۵ درصد آهن مگنتیت است [1]. کانسارهای دگرنهادی همبری

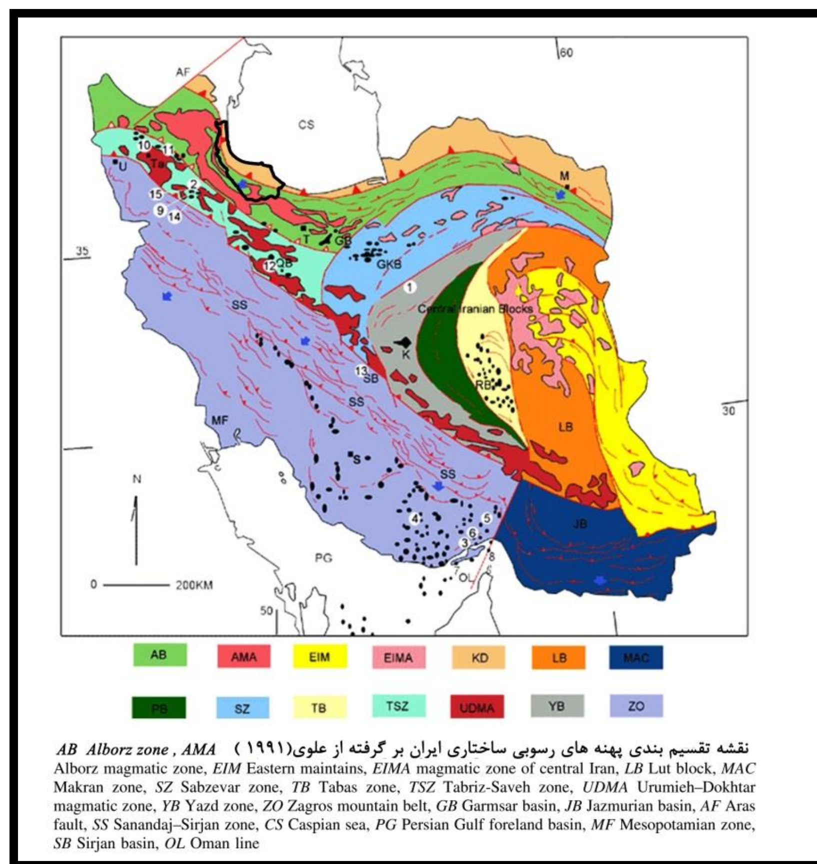
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۱۱۷۸۳۱۱، پست الکترونیکی: mehrajaghazadeh@yahoo.com

آهن که شامل اسکارن‌های آهن هستند، در سه نوع متفاوت رخ می‌دهند که براساس عناصر شاخص آنها، اسکارن‌های آهن کلسیمی، منیزیمی و سدیم- کلر نامیده می‌شوند [۱]. اسکارن-های آهن کلسیمی اغلب وابسته به استوک‌ها و دایک‌ها گرانیتوئیدها، گابروئیدها و سینیتوئیدهایی هستند که به درون سنگ آهک و سنگ‌های رسوبی آواری آهکی یا آتشفشانی‌های مافیک نفوذ کرده‌اند. اسکارن‌های آهن منیزیمی از توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی یا گرانیتی در سنگ‌های آهکی دولومیتی تکامل می‌یابند. اسکارن‌های آهن سدیم-کلر که اسکارن‌های اسکاپولیت-آلبیت نیز نامیده می‌شوند، با سنگ‌های ماگمایی غنی از سدیم و تا حد کمتری با سنگ‌های رسوبی در تماس با توده نفوذی ماگمایی کنترل می‌شوند [۲]. فرآیندهای دگرنهادی تشکیل دهنده کانسنگ، با سیال‌هایی از خاستگاه ماگمایی، دگرگونی، جوی، و/یا دریایی را درگیر بوده‌اند [۳،۲]. میزبان اسکارن و مجموعه دگرسانی با کانی‌شناسی متنوع آنها شامل سیلیکات‌های آهکی گوناگون به ویژه پیروکسن و گارنت، تعریف می‌شود [۴]. کانی‌سازی آهن در ایران به طور به نسبت پیوسته از زمان تشکیل پوسته ایران زمین در پروتروزوئیک پسین و همراستا با عملکرد و تداوم فعالیت‌های زمین‌ساختی-ماگمایی رخ داده است. انواع متفاوتی از کانسارهای آهن شامل کانسارهای مگنتیت- آپاتیت نوع کایرونا، آتشفشانی- رسوبی، اسکارن، اکسید آهن- مس- طلا (IOCG)، ماگمایی و پلاسری در ایران وجود دارد [۵]. حوزه‌های بافق و پشت بادام در خردقاره ایران مرکزی، پهنه سنندج- سیرجان و منطقه کردستان مناطق ساختاری اصلی ایران هستند که انواع متفاوت کانسارهای آهن را در خود جای داده‌اند. چند کانسار کوچکتر آهن نیز در پهنه‌های البرز و ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر واقع هستند [۶،۵]. بسیاری از کانسارهای اصلی آهن ایران چون چغارت، اسفوردی، میشدوان، سه چاهون و چادرملو در منطقه بافق واقع بوده و از نوع ماگمایی- گرمابی هستند [۱۱-۷]. تاکنون بررسی جامعی بر کانسار اسکارن آهن گوی‌داش انجام نشده است. در این پژوهش، کانی‌شناسی مجموعه اسکارنی و زمین‌شیمی توده‌های نفوذی مولد این کانسار به منظور تعیین ماهیت سنگ‌شناسی، ماگمایی، زمین شیمیایی و جایگاه زمین ساختی آنها بررسی شده است.

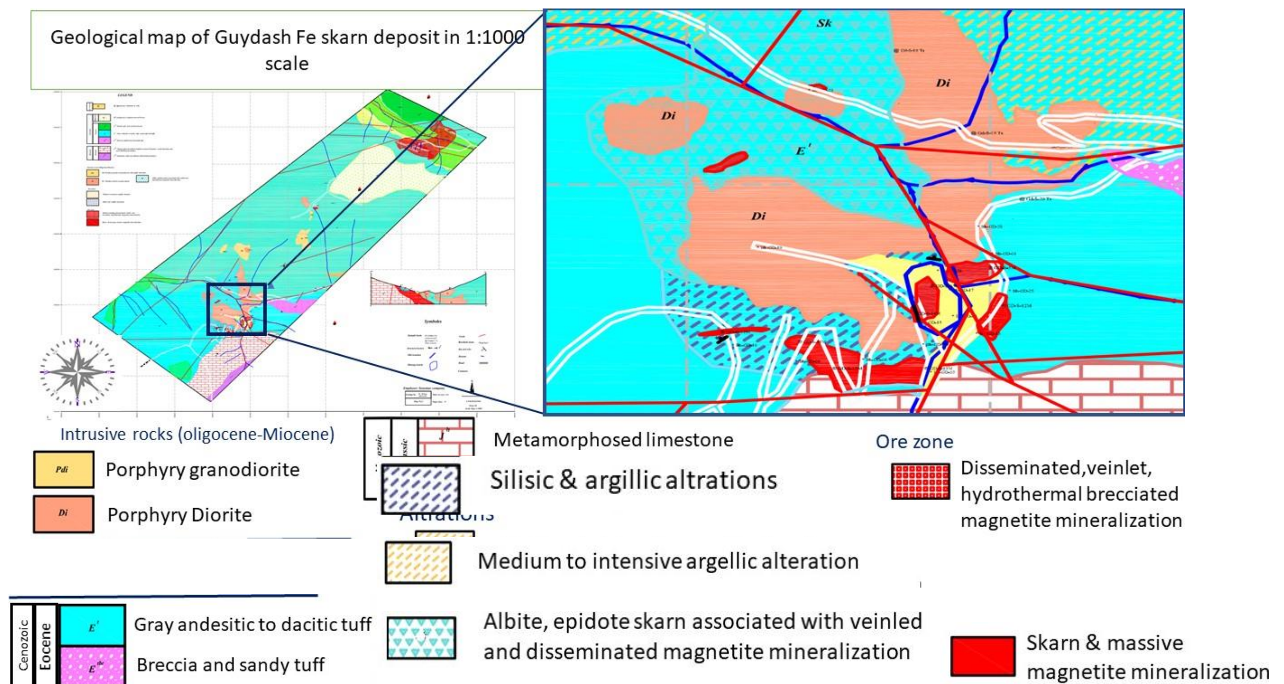
زمین شناسی

گستره کانسار آهن گوی داش در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب و ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین دژ قرار دارد. از نظر تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری- رسوبی ایران [۱۲]، این منطقه در دورترین بخش شمال غربی پهنه سنندج- سیرجان واقع است (شکل ۱). پهنه سنندج- سیرجان بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ- هیمالیا بوده که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با قطعه‌های سیمرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است [۱۴،۱۳] براساس تقسیم‌بندی مرجع [۱۵]، کانسار آهن گوی‌داش در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان قرار دارد. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه کانسار، نهشته‌های آواری و کربناتی به سن ژوراسیک شامل سازندهای شمشک و دلیچای هستند (شکل ۲). سازند شمشک متشکل از ماسه سنگ، شیل و سیلت‌سنگ تشکیل شده است که با نهشته‌های سازند دلیچای شامل سنگ آهک متوسط لایه تا توده‌ای دگرگون شده، سنگ آهک مارنی و مارن پوشیده می‌شود. نهشته‌های سازند دلیچای با نهشته‌های سنوزوئیک پوشیده می‌شوند. در بخش‌هایی از منطقه کانسار، مرز بین این نهشته‌ها و نهشته‌های سنوزوئیک گسلی است. بخش عمده کانه‌زایی آهن درون نهشته‌های سازند دلیچای و در اثر تبادل دگرنهادی بین نهشته‌های این سازند و توده‌های نفوذی ترشیاری رخ داده است [۱] (شکل ۲). واحدهای سنگی سنوزوئیک از نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی شامل برش، برش توفی و توف ماسه‌ای، توف آندزیتی تا داسیتی خاکستری رنگ، توف ماسه‌ای و توفیت، توف داسیتی، گدازه و برش گدازه‌ای به سن ائوسن، کنگلومرای چندزادی و برش به سن الیگومیوسن تشکیل شده است. جوان‌ترین نهشته‌ها در منطقه کانسار، رسوب‌های به سن کواترنری هستند. توده‌های نفوذی رخنمون یافته در منطقه کانسار شامل دو توده یکی دیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری و دیگری گرانیت تا گرانودیوریت پورفیری به سن الیگوسن- میوسن هستند [۱]. توده نفوذی دیوریتی رخنمون گسترده‌ای در بخش‌های جنوبی منطقه کانسار دارد و عامل اصلی تشکیل بخش عمده‌ای از کانی‌سازی آهن است. دایک‌ها و زائده‌هایی از این توده در بخش‌های مرکزی و همچنین در گمانه‌های بخش شمالی منطقه کانسار نیز دیده می‌شوند (شکل ۲). این توده سنگ‌شناسی عمده در برخی از گمانه‌های حفاری را نیز شامل می‌شود. از نظر ساختاری، گسل های منطقه کانسار دارای روند غالب شمال شرق- جنوب غرب هستند (شکل ۲).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.10.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.135]



شکل ۱ موقعیت کانسار آهن گوی‌داش در پهنه‌های رسوبی- ساختاری ایران [۱۶]. مهم‌ترین کانسارهای آهن در پهنه سنندج- سیرجان نیز نشان داده شده‌اند.



شکل ۲ نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱۰۰۰ : ۱ از کانسار آهن گوی داش [۱].

نفوذ توده‌های آذرین (به ویژه توده دیوریت پورفیری) در منطقه کانسار گوی‌داش سبب گسترش پهنه‌های اسکارنی در سنگ‌های کربناتی و آذرآواری لبه آنها شده است. برهم‌کنش‌های دگرنهادی که منجر به اسکارن‌زایی شده‌اند، بین توده نفوذی و سنگ‌های آهکی و سیلیکاتی آهکی با سن ژوراسیک صورت گرفته‌اند. اندازه پهنه‌های اسکارنی متغیر است و در بخش جنوبی و در همبری سنگ‌های آهکی ژوراسیک، عرض پهنه اسکارنی به بیش از ۱۰۰ متر نیز می‌رسد (شکل ۳ الف). پهنه اسکارنی دربردارنده بخش عمده‌ای از کانه‌زایی آهن در منطقه است (شکل ۳ ب). هم چنین، سنگ‌های آواری ژوراسیک در اثر شار گرمایی ناشی از نفوذ توده گرانودیوریتی، دستخوش یک دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت، اپیدوت هورنفلس شده‌اند. با توجه به ماهیت نیمه عمیق توده‌های نفوذی، به نظر می‌رسد که انتقال گرمایی گسترده‌ای برای افزایش شدت دگرگونی صورت نگرفته است. براساس داده‌های به دست آمده از گمانه‌های حفر شده در کانسار گوی‌داش، توده معدنی به صورت دو عدسی مجزا با شیب به سمت شمال‌شرق رخ داده است [۱]. عدسی زیرین ضخامت قابل توجهی داشته و عمده ذخیره کانسار در این بخش قرار دارد. بیشینه ضخامت این عدسی‌ها در گمانه‌ها ۶۵ متر است. عدسی بالایی نازک‌تر است و در بخش‌هایی در سطح زمین رخنمون دارد. شیب عدسی‌های کانسنگ همسو با شیب عمومی رخنمون‌های سنگی است [۱].

روش پژوهش

در بررسی‌های صحرایی، از ماده معدنی و توده‌های نفوذی نمونه‌برداری شد. در مجموع، ۵۰ نمونه شامل نمونه‌های سطحی از توده‌های نفوذی، کانسنگ و مغزه‌های حفاری جمع آوری گردید. از این میان، ۴۴ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی انتخاب و با میکروسکوپ قطبشی عبوری- بازتابی بررسی شدند. ۶ نمونه از توده‌های نفوذی بدون آثار دگرسانی نیز برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و جزیی انتخاب شدند.



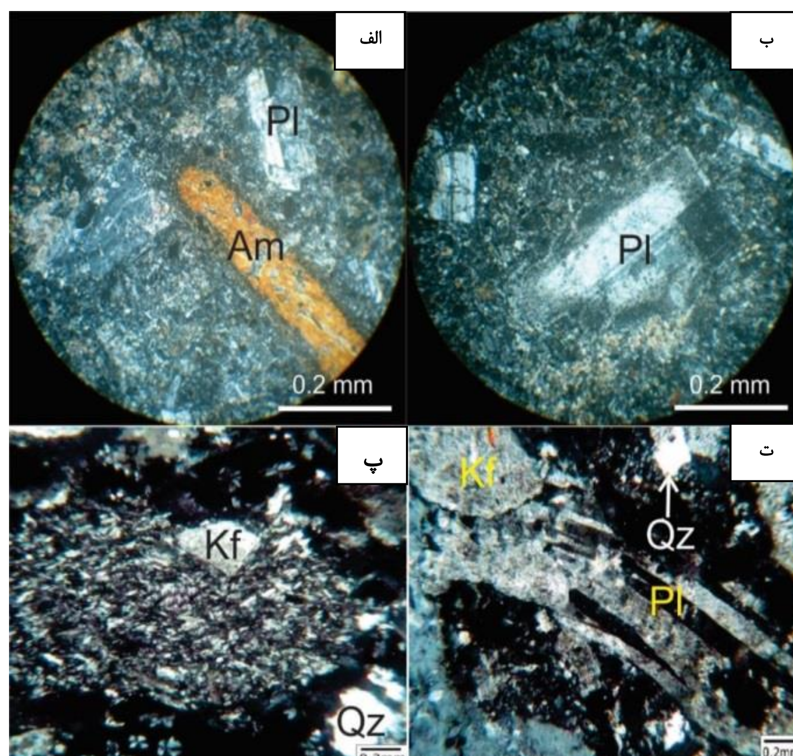
شکل ۳ الف- تصویری از تشکیل پهنه اسکارنی در همبری بین توده نفوذی و سنگ میزبان کربناتی و ب- تصویری از کانسنگ در کنار توده نفوذی.

که شامل ۴ نمونه از توده نفوذی دیوریت پورفیری و ۲ نمونه از گرانودیوریت پورفیری هستند. نمونه‌ها نخست تا اندازه ۲ میلی متر خرد شده و سپس تا اندازه‌ای پودر شدند که ۸۵ درصد آن از ۷۵ میکرومتر عبور کند. برای تجزیه عناصر خاکی نادر و کمیاب، پس از انحلال نمونه‌ها به روش چهار اسید، محلول به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) بررسی شد. برای تجزیه عناصر اصلی، از گداختن با لیتیوم بورات و روش طیف‌سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) استفاده گردید. نمونه‌ها در آزمایشگاه MS-Analytical در کشور کانادا تجزیه شدند.

نتایج

سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی و کانسنگ دیوریت پورفیری

توده نفوذی دیوریت پورفیری عامل کانی‌سازی است. بافت این سنگ پورفیری است و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه‌ای ریزدانه از بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، رشته آمفیبول و فرآورده‌های دگرسانی قرار دارند. زمینه سنگ حدود ۵۵ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای ماکل‌های آلبیت و کارلسباد هستند. اندازه بلورها متوسط بوده و گاه دارای ساختارهای منطقه‌ای هستند. کانی‌های کدر در زمینه سنگ وجود دارند. آثاری از دگرسانی از جمله کربناتی‌شدن، تشکیل کانی‌های گروه اپیدوتی شامل اپیدوت و کلینوزوییزیت، و کلریتی شدن نیز دیده می‌شود. این مجموعه دگرسانی نشان دهنده دگرسانی پروپیلیتی است (شکل ۴ الف). در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز در بخش لبه‌ای، بافت غربالی دیده می‌شود (شکل ۴ ب). با توجه به حضور درشت بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و گاه فلدسپات پتاسیم در متنی از ریزبلورهای پلاژیوکلاز و به احتمال بسیار فلدسپات پتاسیم، بافت این سنگ پورفیری بوده و سنگی از نوع دیوریت پورفیری تا مونزودیوریت پورفیری آمفیبول‌دار است.



شکل ۴ تصویر میکروسکوپی از الف) بافت پورفیری شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه‌ای ریزدانه از بلورهای باریک و بلند پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم، ب) بافت پورفیری شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با لبه واکنشی در زمینه‌ای ریزدانه از بلورهای پلاژیوکلاز. کانی-های برآمده از دگرسانی شامل کربنات، اپیدوت و کلریت نیز دیده می‌شوند؛ پ) بافت پورفیری شامل بلورهای کوارتز و فلدسپات پتاسیم در زمینه-ای ریز دانه از کوارتز و فلدسپات و ت) بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و کوارتز (تصاویر در نور قطبیده متقاطع (xpl) ثبت شده‌اند. (Pl= پلاژیوکلاز، Am=آمفیبول، Kf=فلدسپات پتاسیم، Qz=کوارتز).

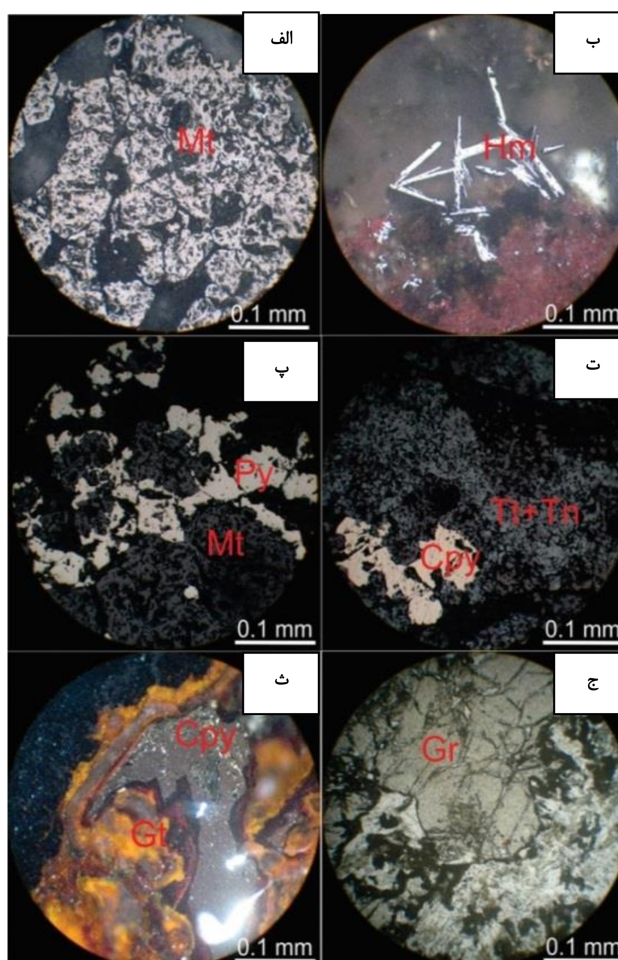
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.10.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.135]

گرانودیوریت پورفیری

سنگ‌های تشکیل دهنده توده گرانودیوریت پورفیری خاکستری تا خاکستری مایل به سیاه با بافت پورفیری ریزدانه و یک ساخت توده‌ای هستند. درشت بلورها حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل داده و بیشتر شامل کوارتز، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. زمینه از کوارتز، فلدسپات، بیوتیت، کانی‌های تیره و سریسیت تشکیل شده است. کوارتزها گاه لبه‌های خوردگی و شکل‌های خلیجی مانند و گرد شده دارند. فلدسپات های پتاسیم اغلب به صورت صفحه‌ای و پولک مانند یا نیمه شکل‌دار و شکل‌دار با ماکل کارلسباد هستند (شکل ۴ پ). اغلب سریسیتی‌شدن در سطح فلدسپات‌های پتاسیم دیده می‌شود. پلاژیوکلازها نیز بیشتر به صورت صفحه‌ای و پولک مانند یا نیمه شکل‌دار و شکل‌دار با ماکل چندریخت هستند (شکل ۴ ت). بیوتیت‌ها اغلب به صورت صفحه‌ای، پولک مانند، تیغه‌های بلند یا نیمه شکل‌دار و شکل‌دار با رخ خوب و چندرنگی نمایان (قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای مایل به زرد) هستند. گاه کلریتی شدن در راستای رخ یا لبه بلورهای بیوتیت دیده می‌شود.

کانسنگ

در کانسارهای اسکارنی، از توده نفوذی به سمت سنگ‌های درونگیر اغلب منطقه بندی کانیایی/سنگ شناسی دیده می‌شود [۱۷]. در کانسار آهن گوی‌داش، این منطقه‌بندی به صورت دیوریت پورفیری ← پیروکسن-گارنت اسکارن ← توده معدنی مگنتیتی ← مرمر ← سنگ آهک است. کانسنگ بیشتر از مگنتیت تشکیل شده است. مگنتیت بلورهای بی‌شکل و به نسبت درشتی دارد که گاهی در اثر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵ الف).



شکل ۵ تصویر میکروسکوپی عبوری از الف) بلورهای بی‌شکل مگنتیت که گاهی در اثر مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده‌اند (نور xpl)، ب) بلورهای سوزنی شکل هماتیت (نور xpl)، پ) پیریت که به صورت رگچه ای بلورهای مگنتیت را قطع می کند (نور xpl)، ت) کالکوپیریت به همراه تتراهدریت و تنانتیت (نور xpl)، ث) گوتیت پیرامون کالکوپیریت (نور xpl)، و ج) گروسولار در پهنه اسکارنی کانسار آهن گوی‌داش (نور قطبیده صفحه‌ای، ppl). (Gr=گروسولار، Hm=هماتیت، Mt=مگنتیت، Py=پیریت، Tt=تنانتیت، Tn=تنانتیت، Cpy=کالکوپیریت، Gt=گوتیت).

مگنتیت کانی‌های باطله را به صورت خال خال در بر می‌گیرد که نشان دهنده جانشینی آن به جای کانی‌های پیشین است. هماتیت به مقدار کم و به صورت بلورهای سوزنی شکل وجود دارد (شکل ۵ ب). پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی بوده و اغلب بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل متوسط تا دانه‌ریزی را نشان می‌دهد که گاهی بلورهای مگنتیت را قطع کرده یا به صورت خال خال در بر می‌گیرد که نشان دهنده تشکیل آن پس از مگنتیت است (شکل ۵ پ). کالکوپیریت به مقدار کمتر ولی به شکل‌هایی شبیه پیریت دیده می‌شود. تتراهدریت و تنانتیت به صورت لبه‌ای پیرامون کالکوپیریت نهشت یافته (شکل ۵ ت) که گاه به همراه کالکوپیریت به صورت رگچه‌ای مگنتیت را قطع کرده است. گوتیت با رنگ قهوه‌ای گاه در کنار کالکوپیریت دیده می‌شود که نشان دهنده تشکیل آن در اثر دگرسانی کالکوپیریت است (شکل ۵ ج). پهنه اسکارنی از کانی‌های مختلفی شامل گارنت (گروسولار و آندرادیت)، پیروکسن، کلریت، اپیدوت و آمفیبول (اکتینولیت) تشکیل شده است. بلورهای گارنت به صورت نیمه شکل‌دار تا بی شکل به نسبت درشت و به رنگ سبز روشن تا قهوه‌ای کم رنگ دیده می‌شوند. این بلورها به شدت ناهمسانگرد و بدون منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل ۵ ث). بلورهای پیروکسن اغلب دانه درشت تا متوسط، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای هستند. اپیدوت به رنگ سبز پسته‌ای تا سبز مایل به زرد، دانه-ریز تا متوسط و نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود. کانی-های دیگری نیز شامل آمفیبول، کلسیت و کوارتز گاه دیده می-شوند. با توجه به شواهد صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، از نظر توالی همبرزایی کانه‌زایی در چهار مرحله رخ داده است که عبارتند از ۱) مرحله پیشرونده که در آن کانی‌های بدون آب شامل گارنت (گروسولار و آندرادیت) و پیروکسن تشکیل شده-اند، ۲) مرحله پسرونده که در آن کانی‌های آب‌دار شامل کلریت، اپیدوت و آمفیبول به همراه کانی‌های مگنتیت، هماتیت، کلسیت و کوارتز شکل گرفته، ۳) مرحله سولفیدی که با تشکیل کانی‌های تتراهدریت، تنانتیت، کالکوپیریت و پیریت مشخص می‌شود و ۴) مرحله برونزایی که در آن هیدرواکسیدهای آهن (چون گوتیت) و مارتیت از دگرسانی کانی‌های مراحل پیش تشکیل شده‌اند (شکل ۶). حضور کانی-هایی چون آندرادیت و گراسولار به عنوان بارزترین نشانه، افزون بر اکتینولیت و اپیدوت به عنوان سیلیکات‌های کلسیم از یک سو و نبود کانی‌های اسکارن نوع منیزیمی چون ترمولیت، فورستریت، فلوگوپیت، طلق و هومیت، بیانگر قرارگیری این کانسار در گروه کانسارهای اسکارن نوع کلسیمی است.

Minerals	Prograde stage	Retrograde stage	Sulfide stage	Supergene stage
grossular	▬			
andradite	▬			
pyroxene	▬			
chlorite		▬		
epidote		▬		
actinolite		▬		
magnetite		▬		
hematite		▬		
calcite		▬		
quartz		▬		
tetrahedrite			▬	
tennantite			▬	
chalcopyrite			▬	
pyrite			▬	
goethite				▬

شکل ۶ توالی همبرزایی کانی‌ها در کانسار آهن گوی‌داش.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.10.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.135]

زمین شیمی

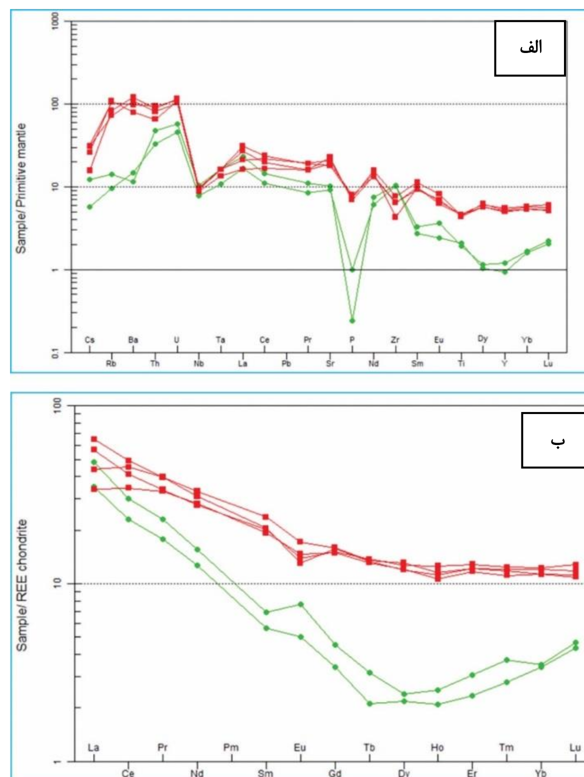
نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل از توده‌های نفوذی کانسنگ گوی‌داش در جدول ۱ آورده شده است. نسبت مجموع غلظت عناصر خاکی نادر سبک به مجموع غلظت عناصر خاکی نادر سنگین (LREE/HREE) در نمونه‌های دیوریت پورفیری از ۲/۲۷ تا ۶/۸۳ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری از ۲/۱۰ تا ۲/۵۱ است و نشان می‌دهد که هر دو گروه سنگ‌ها غنی از عناصر خاکی نادر سبک در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین هستند. نسبت Eu/Eu* در نمونه‌های دیوریت پورفیری از ۰/۷۳ تا ۰/۸۸ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری از ۱/۱۴ تا ۱/۳۷ است. در واقع، نمونه‌های دیوریت پورفیری دارای ناهنجاری منفی یوروپیم و نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری دارای ناهنجاری مثبت یوروپیم هستند. نسبت La/Lu در نمونه‌های دیوریت پورفیری از۳۰/۰۰ تا ۵۵/۸۳ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری از ۷۷/۸۵ تا ۹۹/۳۳ است. نسبت La/Yb در نمونه‌های دیوریت پورفیری از ۴/۴۵ تا ۸/۵۱ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری از ۱۵/۳۵ تا ۲۰/۴۱ تغییر می‌کند. نسبت LaN/YbN در نمونه‌های دیوریت پورفیری از ۳/۰۰ تا ۵/۷۴ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری از ۱۰/۳۷ تا ۱۳/۷۷ است (جدول ۱). نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه برای عناصر خاکی نادر و برخی از عناصر کمیاب در شکل ۷ الف، و نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۱۸] در شکل ۷ ب نشان داده شده‌اند.

جدول ۱ داده‌های خام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، خاکی نادر و کمیاب در ۶ نمونه از توده‌های نفوذی در منطقه کانسار آهن گوی‌داش (عناصر اصلی و مواد فرار، LOI بر حسب ٪ و سایر عناصر بر حسب ppm).

شماره نمونه	AF-01	AF-08	AF-10	GD-01-15-4	AF-06	AF-07
	دیوریت پورفیری				گرانودیوریت پورفیری	
	عناصر اصلی					
SiO_2	۵۴/۶۹	۵۴/۲۹	۵۵/۸۴	۵۴/۳۰	۷۴/۱۸	۷۰/۹۱
Al_2O_3	۱۸/۸۱	۱۸/۵۴	۱۷/۸۱	۱۸/۷۳	۱۶/۶۱	۱۵/۴۴
CaO	۷/۲۴	۹/۱۷	۷/۴۱	۷/۴۷	۰/۳۶	۰/۳۸
Fe_2O_3	۸/۰۱	۵/۰۶	۵/۳۴	۷/۰۴	۰/۲۲	۱/۶۸
Na_2O	۲/۸۳	۳/۳۲	۳/۵۱	۲/۸۹	۸/۳۹	۷/۹۸
K_2O	۲/۴۴	۲/۶۳	۲/۴۸	۲/۸۸	۰/۳۶	۰/۳۱
MgO	۳/۸۸	۳/۸۲	۳/۶۵	۳/۷۸	۰/۰۹	۰/۱۵
MnO	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۰۱>	۰/۰۱>
P_2O_5	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۰۱>	۰/۰۲
TiO_2	۰/۹۱	۰/۸۸	۰/۸۶	۰/۸۹	۰/۳۸	۰/۴۱
LOI	۲/۴۷	۱/۴۴	۲/۳۹	۳/۴۷	۰/۹۲	۰۲/۲۴
مجموع	۱۰۱/۵۹	۹۹/۳۷	۹۹/۵۳	۱۰۱/۷۳	۱۰۱/۵۰	۹۹/۵۳
	عناصر خاکی نادر					
La	۱۷/۵	۱۳/۶	۱۰/۵	۲۰/۱	۱۴/۹	۱۰/۹
Ce	۳۳/۳	۳۶/۶	۲۷/۸	۳۹/۷	۲۴/۲	۱۸/۵
Pr	۴/۱۱	۴/۸۶	۴/۰۴	۴/۸۲	۲/۸۲	۲/۱۷
Nd	۱۶/۶	۱۹/۸	۱۶/۹	۱۸/۶	۹/۳	۷/۶
Sm	۳/۹۴	۴/۶۱	۳/۷۵	۴/۰۰	۱/۳۴	۱/۱۰
Eu	۱/۰۲	۱/۲۶	۱/۰۸	۰/۹۶	۰/۵۶	۰/۳۷
Gd	۳/۹	۴/۱۱	۳/۸۵	۴/۰۵	۱/۱۷	۰/۸۸
Tb	۰/۶۵	۰/۶۴	۰/۶۲	۰/۶۳	۰/۱۵	۰/۱۰
Dy	۴/۰۸	۴/۲۱	۳/۸۸	۳/۸۵	۰/۷۷	۰/۷۰
Ho	۰/۹۰	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۸۰	۰/۱۸	۰/۱۵
Er	۲/۶۹	۲/۵۴	۲/۴۶	۲/۵۴	۰/۶۴	۰/۴۹
Tm	۰/۴۰	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۱۲	۰/۰۹
Yb	۲/۵۶	۲/۵۲	۲/۳۶	۲/۳۶	۰/۷۳	۰/۷۱
Lu	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۱۵	۰/۱۴
Y	۲۳/۶	۲۲/۲	۲۱/۵	۲۱/۹	۵/۲	۴/۰
∑REE	۱۲۵/۰۵	۴۷/۹۰	۶۲/۲۳	۱۱۵/۶۶	۱۰۰/۲۱	۱۱۸/۵۵
∑LREE	۹۲/۲۳	۴۱/۵۲	۵۴/۲۹	۸۰/۳۷	۶۷/۹۲	۸۴/۸۴
∑HREE	۳۲/۸۲	۶/۳۸	۷/۹۴	۳۵/۲۹	۳۲/۲۹	۳۳/۷۱
LREE/HREE	۲/۸۱	۶/۵۰	۶/۸۳	۲/۲۷	۲/۱۰	۲/۵۱
Eu/Eu*	۰/۷۹	۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۷۳	۱/۳۷	۱/۱۴

ادامه جدول ۱

La/Lu	۴۲٫۶۸	۳۵٫۷۹	۳۰٫۰۰	۵۵٫۸۳	۹۹٫۳۳	۷۷٫۸۵
La/Yb	۶٫۸۳	۵٫۳۹	۴٫۴۵	۸٫۵۱	۲۰٫۴۱	۱۵٫۳۵
La_N/Yb_N	۴٫۶۱	۳٫۶۴	۳٫۰۰	۵٫۷۴	۱۳٫۷۷	۱۰٫۳۷
	عناصر کمیاب					
Sc	۲۳٫۱	۲۲٫۹	۲۳٫۱	۲۲٫۰	۲٫۳	۲٫۹
Ni	۵٫۸	۶٫۲	۵٫۳	۵٫۴	۱٫۵	۳٫۱
Co	۱۷٫۷	۶٫۳	۷٫۰	۱۵٫۶	۰٫۳	۰٫۵
Ba	۵۲۵	۷۹۴٫۵	۷۱۳٫۸	۶۴۴٫۷	۷۶٫۵	۹۷٫۹
Cr	۳۵	۴۱	۳۱	۳۶	۵۵	۶۲
Cs	۰٫۵۵	۰٫۳۳	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۲۶	۰٫۱۲
Ga	۱۷٫۰	۱۷٫۴	۱۷٫۲	۱۷٫۳	۱۱٫۵	۱۱٫۸
Hf	۳٫۲	۳٫۳	۳٫۰	۲٫۶	۳٫۴	۳٫۶
Nb	۶٫۳	۶٫۴	۵٫۸	۶٫۰	۶٫۸	۵٫۱
Rb	۶۵٫۴	۵۰٫۱	۴۳٫۴	۶۲٫۹	۸٫۵	۵٫۷
Sn	۵<	۵<	۵<	۵<	۵<	۵<
Sr	۳۷۸٫۳	۴۱۹٫۵	۴۵۶٫۸	۳۵۷٫۳	۲۰۰٫۸	۱۸۱٫۵
Ta	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۴
Th	۵٫۲۴	۷٫۰۵	۶٫۴۷	۷٫۵۴	۳٫۸۰	۲٫۶۵
U	۲٫۱۹	۲٫۳۳	۲٫۰۶	۲٫۲۳	۱٫۱۴	۰٫۹۲
V	۱۹۹	۱۹۸	۱۹۷	۲۰۲	۳۵	۳۳
W	۱<	۲	۲	۱<	۲	۴
Zr	۶۷	۸۱	۶۸	۴۵	۱۰۹	۱۰۸
Sr/Y	۱۶٫۰۳	۱۸٫۸۹	۲۱٫۲۴	۱۶٫۳۱	۳۸٫۶۱	۴۵٫۳۷
Th/La	۰٫۳۰	۰٫۵۲	۰٫۶۲	۰٫۳۷	۰٫۲۵	۰٫۲۴
Nb/Zr	۰٫۰۹۰	۰٫۰۸۰	۰٫۰۸۰	۰٫۱۳۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۴۷
Sr/Ce	۱۱٫۳۶	۱۱٫۴۶	۱۶٫۴۳	۹٫۰۰	۸٫۳۰	۹٫۸۱

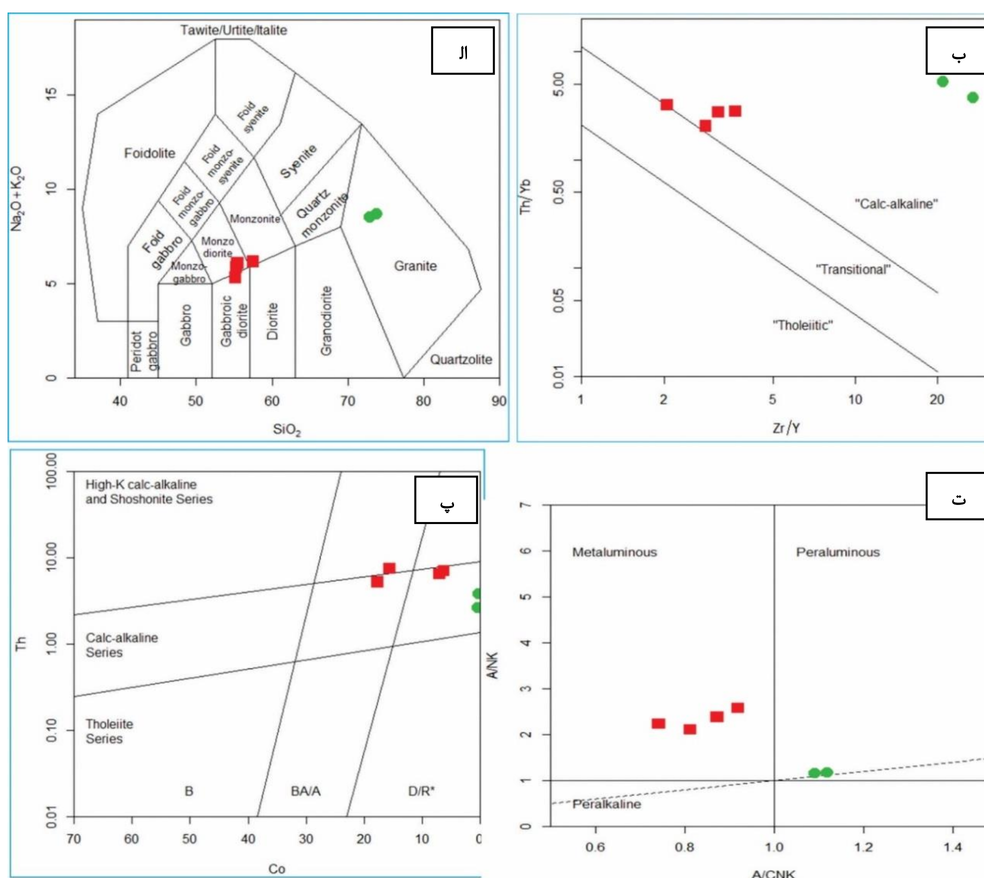


شکل ۷ الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه [۱۹] برای عناصر خاکی نادر و برخی از عناصر کمیاب؛ و ب- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۱۸].

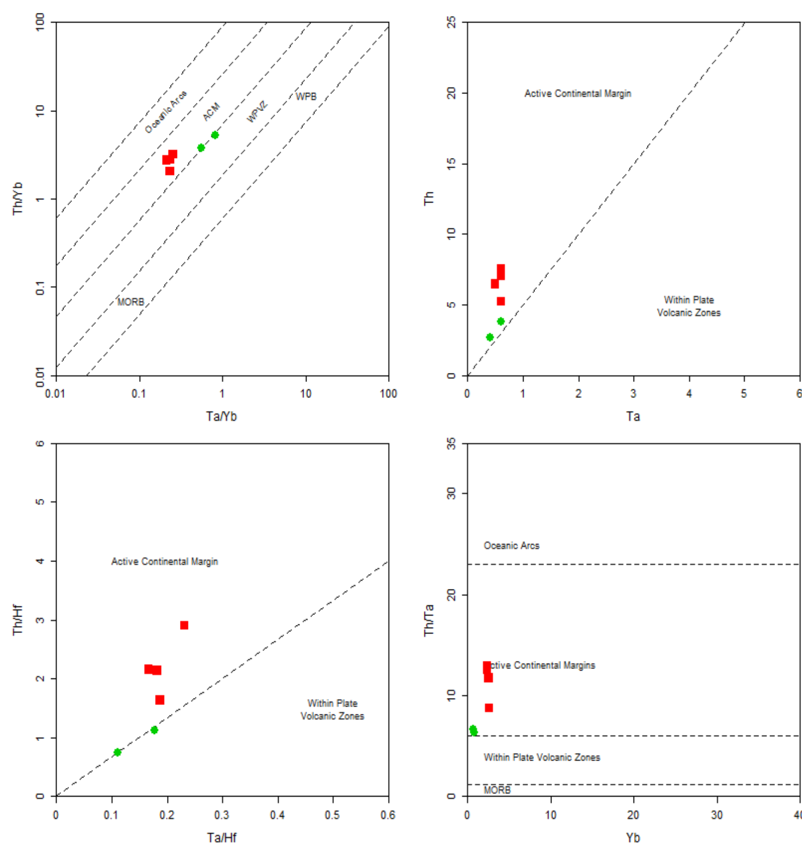
بر پایه نمودار TAS [۲۰]، نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری در گستره گرانیت و نمونه‌های دیوریت پورفیری در گستره مونزودیوریت جای دارند (شکل ۸ الف). براساس نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y (شکل ۸ ب)، هر دو گروه سنگ‌های مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند. بر پایه نمودار Th نسبت به Co (شکل ۸ پ)، نمونه‌های مورد بررسی ماهیت آهکی قلیایی دارند. بر پایه نمودار A/NK نسبت به A/CNK، مقدار مولفه A/NK نمونه‌های دیوریت پورفیری بیشتر از ۱ و مقدار مولفه A/CNK آنها کمتر از ۱ بوده و دارای ماهیت متاآلومین هستند. مقدار مولفه‌های A/NK و A/CNK نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری بیش از ۱ و دارای ماهیت پرآلومین هستند (شکل ۸ ت).

بحث

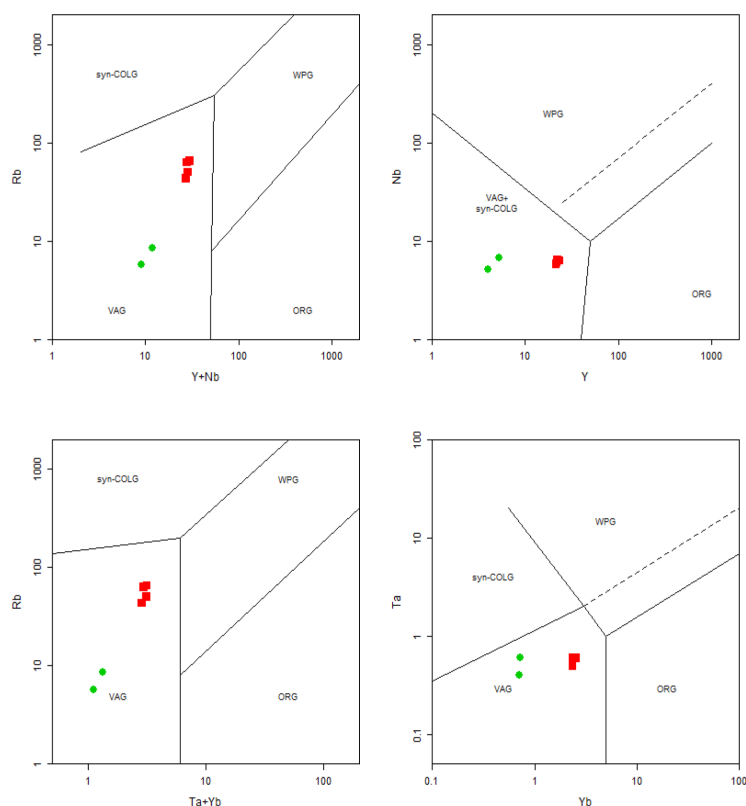
بر پایه نمودارهای Th/Yb نسبت به Ta/Yb، Th نسبت به Ta، Th/Hf نسبت به Ta/Hf، و Th/Ta نسبت به Yb [۲۱]، هر دو سری سنگ‌های مورد بررسی مربوط به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۹). بر اساس نمودار زمین پویایی ویژه سنگ‌های نفوذی [۲۲]، نمونه‌های تجزیه شده در گستره کمان قاره‌ای جای دارند (شکل ۱۰). بر پایه نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۷ الف)، در هر دو نوع سنگ‌های مورد بررسی تهی‌شدگی Nb، Ta و Ti بیانگر جدایش فاز غنی از تیتانیوم طی صعود ماگماست که برای ماگماهای با خاستگاه گوشته بالایی غیرمعمول بوده و به نظر می‌رسد که ناشی از فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش [۲۳] و یا ماگمای با آغشتگی پوسته‌ای باشد [۲۴]. افزون بر این، پایداری وابسته به گریزندگی اکسیژن فازهای دیرگداز دربردارنده این عناصر (چون روتیل، ایلمنیت، اسفن، آپاتیت و آمفیبول پارگازیتی تیتانیوم‌دار) هنگام ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند جدایش ماگمایی منجر به تهی‌شدگی این عناصر می‌گردد [۲۵]. تهی‌شدگی فسفر در نمونه‌های مورد بررسی به جدایش آپاتیت از ماگما مربوط است [۲۵]. می‌توان گفت که این سنگ‌ها دارای ناهنجاری مثبت در عناصر Rb، Th، Ba و U و ناهنجاری منفی در عناصر Nb، Ti، Y و P هستند.



شکل ۸ الف- نمودار TAS [۲۰]، ب- نمودار Th/Yb نسبت به Zr/Y [۲۶]، پ- نمودار Th نسبت به Co [۲۷] و ت- نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۸] برای نمونه های مورد بررسی.

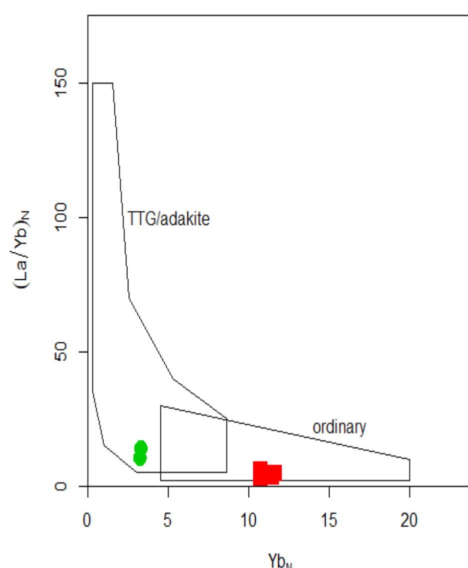


شکل ۹ نمودارهای تعیین موقعیت زمین ساختی سنگ‌های آذرین برای نمونه های مورد بررسی [۲۱].

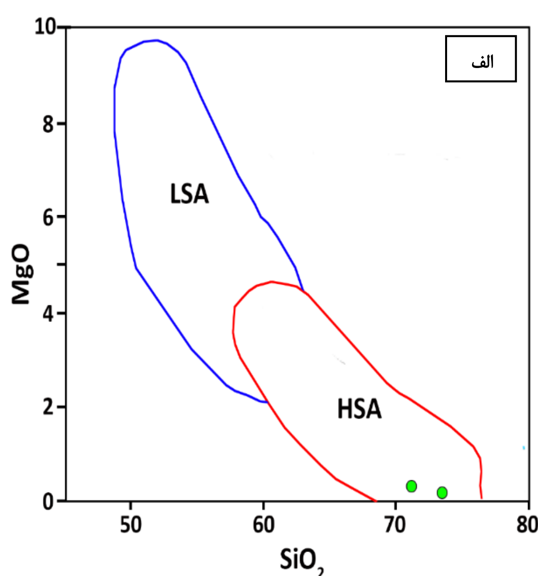


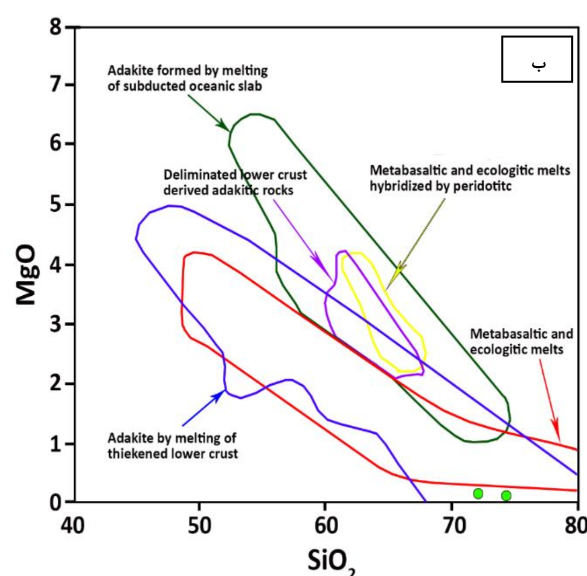
شکل ۱۰ نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده‌های نفوذی برای نمونه های مورد بررسی [۲۲].

این چنین تهی شدگی‌ها و غنی شدگی‌ها در سنگ‌های آذرین شکل یافته در نواحی کرانه قاره‌ها رایج است. تهی‌شدگی Nb از ویژگی‌های شاخص ماگماهای برآمده از پوسته اقیانوسی در پهنه فرورانش است. افزایش مقدار این عنصر آمیختگی بیشتر پوسته قاره‌ای در ماگما را آشکار می‌سازد [۱۴]. الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت [۱۸] برای هر دو نوع سنگ‌ها تقریباً یکسان بوده و غنی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) هستند (شکل ۷ ب). نسبت‌های La/Lu بسیار بالا (در گستره ۳۰/۰۰ تا ۵۵/۸۳ برای نمونه‌های دیوریت پورفیری و ۷۷/۸۵ تا ۹۹/۳۳ برای نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری) و LREE/HREE به نسبت بالا (در گستره ۲/۲۷ تا ۶/۸۳ در نمونه‌های دیوریت پورفیری و ۲/۱۰ تا ۲/۵۱ در نمونه های گرانودیوریت پورفیری) نیز نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین در نمونه‌های مورد بررسی است. بر این اساس می‌توان گفت که این سنگ‌ها از خاستگاه ماگمایی مشابهی پدید آمده‌اند و پیامد ذوب بخشی درجه کم گوشته‌ای غنی‌شده در پهنه‌های فرورانش هستند که دچار دگرگونی‌های ماگمایی شده‌اند [۳۰،۲۹]. غلظت LREEها در ماگما با پیشرفت روند جدایش افزایش می‌یابد، زیرا LREEها نسبت به فازهای بلوری اصلی چون کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول در مقایسه با HREEها ناسازگارتر هستند و از این رو به طور فزاینده‌ای در مذاب‌های دگرگونه متمرکز می‌شوند [۳۱]. بیشتر بودن نسبت La/Lu برای نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری در مقایسه با نمونه‌های دیوریت پورفیری می‌تواند به این دلیل باشد. ناهنجاری منفی Eu با نسبت Eu/Eu* در گستره ۰/۷۳ تا ۰/۸۸ در نمونه‌های دیوریت پورفیری نشان دهنده جدایش پلاژیوکلازهای کلسیمی از ماگمای مولد، گریزندگی پایین اکسیژن در ماگمای مولد (زیرا Eu^{2+} در پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی وارد می‌شود)، و یا نبود پلاژیوکلاز در مواد خاستگاه است [۱۴، ۲۲، ۲۳]. برخلاف نمونه‌های دیوریت پورفیری، نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری ناهنجاری کمی مثبت Eu را نشان می‌دهند (نسبت Eu/Eu* با مقادیر ۱/۱۴ تا ۱/۳۷). ناهنجاری منفی Eu در نمونه‌های دیوریت پورفیری نشان دهنده مشارکت ندانستن Eu در شبکه کانی‌های سازنده این سنگ‌ها و در نتیجه غنی شدگی آنها در ماگماست. با پیشرفت فرآیند جدایش ماگما و تبلور سنگ‌های گرانودیوریتی، Eu در ساختار کانی‌های در حال تبلور وارد شده و سبب ظهور ناهنجاری مثبت در سنگ می‌شود. برای تعیین خاستگاه و عمق تشکیل ماگما از نسبت LaN/YbN استفاده می‌شود. این نسبت در ماگمایی که در خاستگاه آن گارنت بوده باشد، بیش از ۲۰ است [۳۲]. نسبت LaN/YbN در هر دو گروه سنگ‌های مورد بررسی کمتر از ۲۰ بوده (در نمونه‌های دیوریت پورفیری از ۳/۰۰ تا ۵/۷۴ و در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری ۱۰/۳۷ تا ۱۳/۷۷) و نشان دهنده نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق کم تشکیل ماگماست [۳۳]. براساس نمودار YbN نسبت به N(La/Yb) (شکل ۱۱)، نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری برخلاف نمونه‌های دیوریت پورفیری در قلمرو سنگ‌های آداکیتی قرار دارند [۳۲]، که با مقادیر Na_2O بیش از ۳/۵ درصد وزنی، مقادیر کم عناصر Y و Yb، و مقادیر بالای Sr و La که به روشنی در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت (شکل‌های ۷ الف و ب) قابل دیده است، نیز تأیید می‌شود. فعالیت ماگمایی آداکیتی در پهنه ارومیه–دختر در مناطق بافت، انار و قم گزارش شده است [۳۴]. در شمال غربی ایران از منطقه تبریز، مرند و جلفا [۳۵] و نیز جنوب گناباد، توده‌های مونزونیتی با ماهیت آداکیتی و سیلیس بالا گزارش شده‌اند. مقادیر SiO_2 بیشتر از ۵۶ درصد وزنی، MgO کمتر از ۳ درصد وزنی، مقادیر بسیار پایین Y (۵/۲- ۴/۰ ppm) و Yb (۰/۷۳- ۰/۷۱ ppm)، و مقادیر بالای نسبت‌های Sr/Y (۴۵/۳۷- ۳۸/۶۱) و La/Yb (۲۰/۴۱- ۱۵/۳۵) در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری مورد بررسی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع آداکیتی با سیلیس بالا (HSA) هستند (شکل ۱۲ الف) [۳۶]. با توجه به شکل ۱۲ ب، ماگمای مولد این سنگ‌ها از ذوب پوسته زیرین نازک شده شکل گرفته است. این امر با توجه به مقدار بالای نسبت Th/La (۰/۲۵- ۰/۲۴) نیز قابل تأیید است [۳۷]. از این رو می‌توان گفت که ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده باعث تشکیل ماگمای آداکیتی در نمونه‌های مورد بررسی شده است. براساس داده‌های البرگ و همکاران [۳۸]، نسبت Nb/Zr بیشتر از ۰/۰۴ و مقادیر بالای نسبت Sr/Ce بیانگر ماگمای ناشی از ذوب پوسته فرورونده و رسوب‌های روی آن است. این نسبت‌ها در نمونه‌های گرانودیوریت پورفیری مورد بررسی به ترتیب ۰/۰۴۷- ۰/۰۰۹ و ۹/۸۱- ۸/۳۰ هستند و تشکیل ماگما از ذوب پوسته فرو رونده و رسوب‌های روی آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱۱ نمودار Yb_N نسبت به $(La/Yb)_N$ برای نمونه‌های مورد بررسی [۳۲].





شکل ۱۲ الف) نمودار جداسازی سنگ‌های آداکیتی سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) [۳۹] و ب) و نمودار تعیین خاستگاه سنگ‌های آداکیتی [۴۰] برای نمونه های مورد بررسی.

برداشت

نفوذ گرانیتوئیدهایی با ترکیب دیوریت- مونزودیوریت پورفیری و گرانودیوریت- مونزوگرانیت پورفیری به درون سنگ‌های کربناتی ژوراسیک باعث کانی‌سازی اسکارن آهن در منطقه گوی‌داش شده است. وجود کانی‌های سیلیکات کلسیم و نبود کانی‌های شاخص اسکارن نوع منیزیمی نشان دهنده کلسیمی بودن اسکارن است. در نمودارهای زمین شیمیایی، سنگ‌های آذرین مولد اسکارن در گستره‌های گرانیت و مونزودیوریت واقع هستند. این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی، سنگ‌های دیوریتی دارای ماهیت متاآلومین و سنگ‌های گرانودیوریتی دارای ماهیت پرآلومین هستند. سنگ‌های دیوریتی از نوع معمولی و سنگ‌های گرانودیوریتی از نوع آداکیتی با سیلیس بالا هستند. رخداد فعالیت ماگمایی پهنه فرورانش حاشیه قاره بوسیله غنی شدگی این سنگ‌ها در Rb، Th، Ba و U و

تهی‌شدگی از Nb، Ti، Y و P نسبت به گوشته اولیه مشخص می‌شود. سنگ‌های مورد بررسی الگوهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده با کندریت تقریباً مشابهی نشان می‌دهند که نشان دهنده خاستگاه ماگمایی یکسان آنهاست را نسبت La_N/Yb_N در این سنگ‌ها گویای نبود گارنت در محل خاستگاه و عمق کم تشکیل ماگماست. ماگمای سنگ‌های گرانودیوریتی برآمده از ذوب پوسته اقیانوسی نازک شده و فرو رونده، به همراه رسوب-های روی آن است. سنگ‌های مورد بررسی از نفوذی‌های آذرین وابسته به فعالیت ماگمایی در کرانه فعال قاره در یک کمان قاره‌ای هستند.

قدردانی

این پژوهش به عنوان بخشی از فعالیت‌های تحقیقاتی لازم برای اخذ درجه دکتری زمین‌شناسی اقتصادی نویسنده اول از دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران انجام شده است. نویسندگان صمیمانه از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران که با انتقادات و پیشنهادات سازنده خود باعث ارتقاء سطح علمی این مقاله گردیدند، سپاسگزاری می-نمایند.

مراجع

[1]Aghazadeh M., *“Exploration report of GouyDash deposite*”, Senmar co., Unpublished (1395).

[2] Meinert L.D., *“Skarn and skarn deposit*”, Geosciences Canada 19 (1992) 145–162.

[3] Aksyuk A.M., *“Estimation of fluorine concentrations in fluids of mineralized skarn systems*”, Economic Geology 91 (2000) 1339–1347.

[4] Dill H.G., *“The “chessboard” classification scheme of mineral deposits*”, mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science reviews 100 (2010) 1-420.

[5] Marbouti Z., Ehya F., Rostami Paydar G., Maleki S., *“Geochemical, microthermometric, and sulfur isotopic constraints on the origin of the Sarviyan iron deposit, Markazi Province, Iran*”, Journal of Geochemical Exploration 210 (2020) 106451.

[6] Ehsani Nasab P., Ehya F., *“Mineralogy and magnetite trace element geochemistry of the Niyasar iron ore deposit, Esfahan province, Iran*”, Periodico di Mineralogia, DOI:10.2451/2019PM838 (2019).

[7] Bonyadi Z., Davidson G. J., Mehrabi B., Meffre S., Ghazban F., *“Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran”,* Insights from paragenesis and geochemistry. Chemical Geology 281 (2011) 253-269.

[8] Daliran F., Stosch H.G., Williams P., *“Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide REE apatite deposits and “apatitites” of the Bafq district, central-east Iran”,* The 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, (2007) 501-1504.

[9] Jami M., Dunlop A.C., Cohen D.R., *“Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite -magnetite deposit, Central Iran*”, Economic Geology 102 (2007) 1111-1128.

[10] Daliran F., *“Kiruna-type iron oxide apatite ores and apatitites of the Bafq district, Iran*”, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter T.M. (Ed.) Hydrothermal iron oxide Copper-Gold and related deposits. A global perspective, PGC Publishing, Adelaide. 2 (2002) 303-320.

[11] Foster H., Jafarzadeh A., *“The Bafq mining district in Central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field”,* Economic Geology 89 (1994) 1697-1721.

[12] Stocklin J., *“Structural history and tectonic of Iran A Review”,* American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52 (1968) 1229-1258.

[13] Brunet M. F., Wilmsen M., Granath J.W., *“South Caspian to Central Iran basins”,* Geological Society, London, Special Publications, (2009) 312.

[14] Mohajjel M., Fergusson C.L., *“Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran*”, International Geology Review 56 (3) (2014) 263-287.

[15] Ghorbani M., *“An introduction to economic geology of Iran*”, National Geosciences Database of Iran, Report No. 2 (2002) 695 p.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.10.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.135]

of the Th–Co discrimination diagram", Journal of petrology, 48 (20070 2341-2357.

[28] Shand S.J., *"Eruptive rocks: their genesis*", composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites, 552.1 S43, (1943).

[29] Henderson P., *"Rare earth element geochemistry*", Elsevier, Amsterdam (1984) 510 pp.

[30] McCurry P., Wright J.B., *"Geochemistry of calc-alkaline volcanics in Northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone*", Earth and Planetary Science Letters 37 (1977) 90–96.

[31] ShafaeiPour N., Mokhtari M., Kouhestani H., Honarmand M, *"Petrology& Earth Chemistry of Ghozlou Granitoid mass and skarn iron ore(west of Zanjan)*", Economic Geology 12 (1399) 46-76

[32] Martin H., *"Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoids*", Lithos, 46 (1986) 411-429.

[33] Karsli O., Dokuz A., Uysal I., Aydin F., Kandemir R., Wijbrans J., *"Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust*", eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. Lithos, 114(1–2) (2010) 109–120.

[34] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Proutea G., Jolivet L., *"Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran*", A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos, 106 (2009) 380-398.

[35] Jahangiri A., *"Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications*", Journal of Asian Earth Sciences, 30 (2007) 433-447.

[36] Defant M.J., Drummond M.S., *"Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc*", Journal of Geology, 21 (1993) 547-550.

[37] Plank T., *"Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents",* Journal of Petrology, 46 (2005) 921-944.

[38] Elburg M.A., Bergen M., Hoogewerff J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A., *"Geochemical trends across an arc-continent*

[16] Alavi M., *"Tectonic map of the Middle East 1:5000000*", Geological Survey of Iran: Tehran, Iran, (1991).

[17] Meinert L.D., *"Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration",* Exploration and Mining Geology 6 (1997) 185–208.

[18] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Henderson. P. (Ed.), Rare earth element geochemistry",* Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) pp. 115 –1522.

[19] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts:implications of mantle composition and processes",* In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D., Norry, M. J.) Special Publication, 42 (1989) 313–345. Geological Society, London.

[20] Middlemost E.A.K., *"Naming materials in the magma/igneous rock system*", Earth Science Reviews, 37 (1994) 215-224.

[21] Schandl E.S., Gorton M.P., *"Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments*", Economic geology, 97 (2002) 629-642.

[22] Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*", Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.

[23] Wilson M., *"Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*", Harper Collins Academic, London (1989).

[24] Rollinson H.R., *"A terrane interpretation of the Archaean Limpopo belt*", Geological Magazine, 130 (1993) 755-765.

[25] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Sun D.Y., *"Highly fractionated I-type granites in NE China (II): Isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic*", Lithos, 67 (2003) 191-204.

[26] Ross P.S., Bédard J.H., *"Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams*", Canadian Journal of Earth Sciences, 46 (2009) 823-839.

[27] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., *"Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development*

collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the pantar Strait volcanoes*", Indonesia. Geochimica et Comochimica Acta, 66 (2002) 2771-2789.

[39] Martin H., Smithies R. H., Rapp R., Moyen J. F., Champion D., *"An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG)*", and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79 (1943) 1-24.

[40] Stern C.R., Kilian R., *"Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the eneration of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone*", Contributions to mineralogy and petrology, 123 (1996) 263-281.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.10.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.135]